

# Neue Befunde zur Paläoklimatologie Nordafrikas und Zentralasiens

Hövermann, J.  
Lehmkuhl, F.  
Süssenberger, H.

Veröffentlicht in:  
Abhandlungen der Braunschweigischen  
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 43, 1992,  
S.127-150



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

## **Neue Befunde zur Paläoklimatologie Nordafrikas und Zentralasiens**

Von **J. Hövermann\***, **F. Lehmkuhl** und **H. Süssenberger**, Göttingen

(Eingegangen am 14. 10. 1992)

### **Zusammenfassung**

Auf der Grundlage des Systems der klimatischen Morphologie wird die Verlagerung der Formungsregionen während der letzten Eiszeit aus Feldbeobachtungen und der Auswertung von Satellitenbildern und Karten abgeleitet. In der nördlichen Sahara wie in Zentralasien sind die heutigen hyperariden Formungsbereiche durch die Südverlagerung der Pedimentregion verdrängt. Daraus läßt sich eine bedeutende Niederschlagsvermehrung ableiten. Die thermischen Verhältnisse sind nur für Zentralasien detaillierter zu erfassen. Eine präzisere zeitliche Einordnung wird auf der Grundlage jeweils mehr als 25.000 Jahre umfassender Zeitreihen vorgenommen. Demzufolge gehört die maximale Südverlagerung der Pedimentregion in den Zeitraum vor 25.000 B.P. Die nachfolgenden Klimaabschnitte sind in den verschiedenen Regionen unterschiedlich. Die Tendenz der Klimaentwicklung ist teilweise gegenläufig. Erst nach 10.000 B.P. stellt sich das aktuelle Klimagefüge mit extremer Trockenheit in den Wüsten und hoher Feuchtigkeit in den Tropen ein. Das Diagramm der in Zeit und Raum erfaßten Verlagerungen der Formungsregionen zeigt überraschende Zusammenhänge mit dem Kanon der Erdbestrahlung.

### **1. Methodische Vorbemerkungen**

Die nachstehend ausgebreiteten Forschungsergebnisse wurden im Rahmen des vom BMFT geförderten und von der Akademie der Wissenschaften und Literatur im Mainz betreuten Projektes „Terrestrische Paläoklimatologie“ erarbeitet. Zu der mit diesen Forschungen befaßten Göttinger Arbeitsgruppe gehörten Prof. Dr. J. Hövermann, Dipl.-Geogr. F. Haselein, Dr. J.-P. Jacobsen, Dr. F. Lehmkuhl sowie Dr. H. Süssenberger. Methodische Grundlage ist das System der klimatischen Morphologie auf landschaftskundlicher Grundlage, das teilweise erst im Zuge dieser Arbeiten entwickelt und 1985 für die Trockengebiete dargelegt wurde (HÖVERMANN 1985).

Die Forschungen knüpfen dabei an Grundlagen an, die bereits vor 30 Jahren in der Sahara gelegt wurden. Die dort gewonnenen Erkenntnisse wurden auf Forschungsreisen und Expeditionen in den Trockengebieten Vorderasiens, Nordamerikas, Südafrikas, Zentralasiens und Australiens überprüft. Ohne Ausnahme sind, jeweils deutlich als Vorzeitformen und Gegenwartsformen unterscheidbar, eine hyperaride Formengesellschaft einerseits und eine semiaride bzw. semihumide Formengesellschaft ande-

---

\* Prof. em. Dr. J. Hövermann · Geographisches Institut der Universität Göttingen · Goldschmidtstraße 5 · 3400 Göttingen

rerseits zu erkennen. Die hyperaride Formengesellschaft besteht aus je nach der Menge der Niederschläge unter- und übereinander angeordneten Formungsbereichen, die nach ihren charakteristischen landschaftlichen Ausprägungen benannt sind. Es sind, vom trockenen zum feuchten hin (s. auch: Abb. 1, Tab. 1, S. 150): Die Gebiete aero-

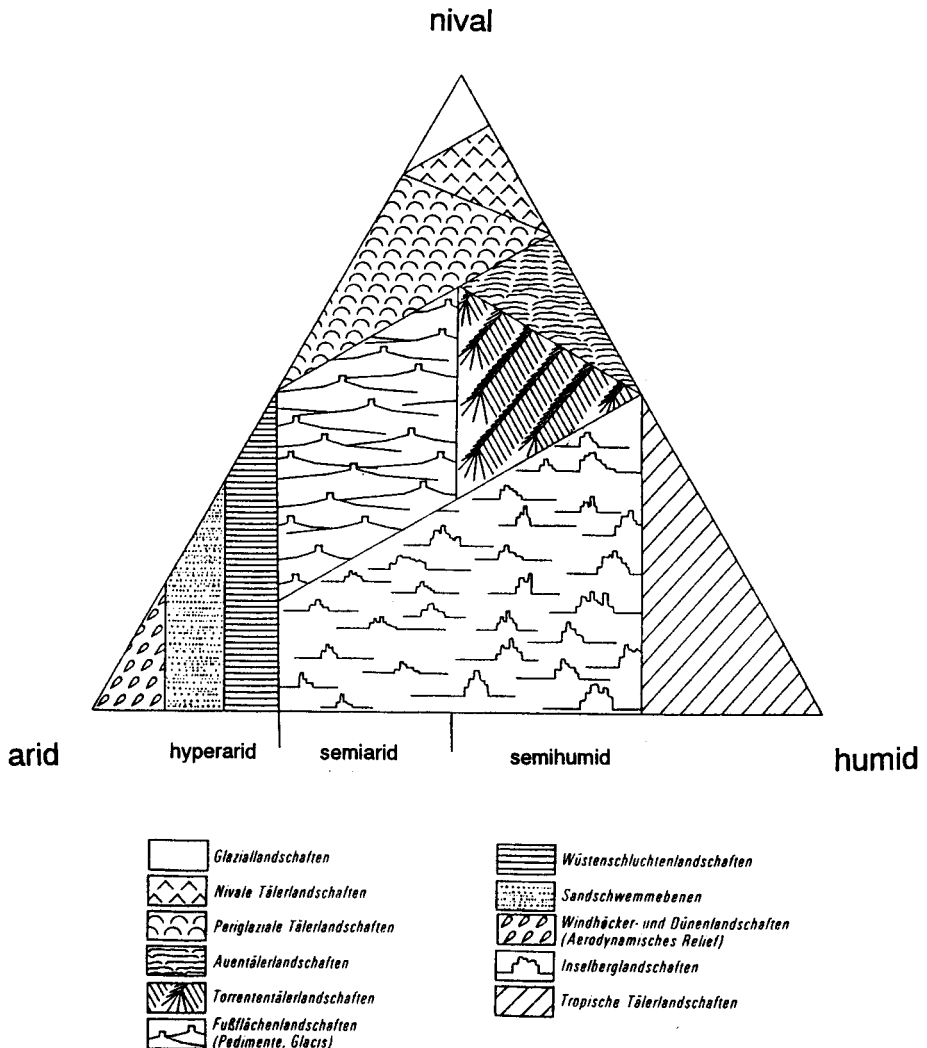


Abb. 1:  
Dreiecksdiagramm der Formungsgesellschaften nach dem System der klimatischen  
Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage  
(HÖVERMANN 1985, HÖVERMANN & HAGEDORN 1984).

dynamischen Reliefs, (Dünenfelder, Yardangs, Windgassen und Windhöcker), die Sandschwemmebenen (schiefe Ebenen über mächtigeren Sandakkumulationen oder mehr oder minder übersandete Felsflächen) und die Wüstenschluchten (steiflankige bis steilwandige rein fluviatile Erosionsformen – s. Abb. 2). Die semiaride Formungsregion ist durch Pedimente, auch Überschüttungsfußflächen genannt, gekennzeichnet: Kegelförmige Einebnungs- und Aufschüttungsflächen mit anastomosierend-divergierendem Gerinnenetz, meist am Fuße von Aufragungen – s. Abb. 3).

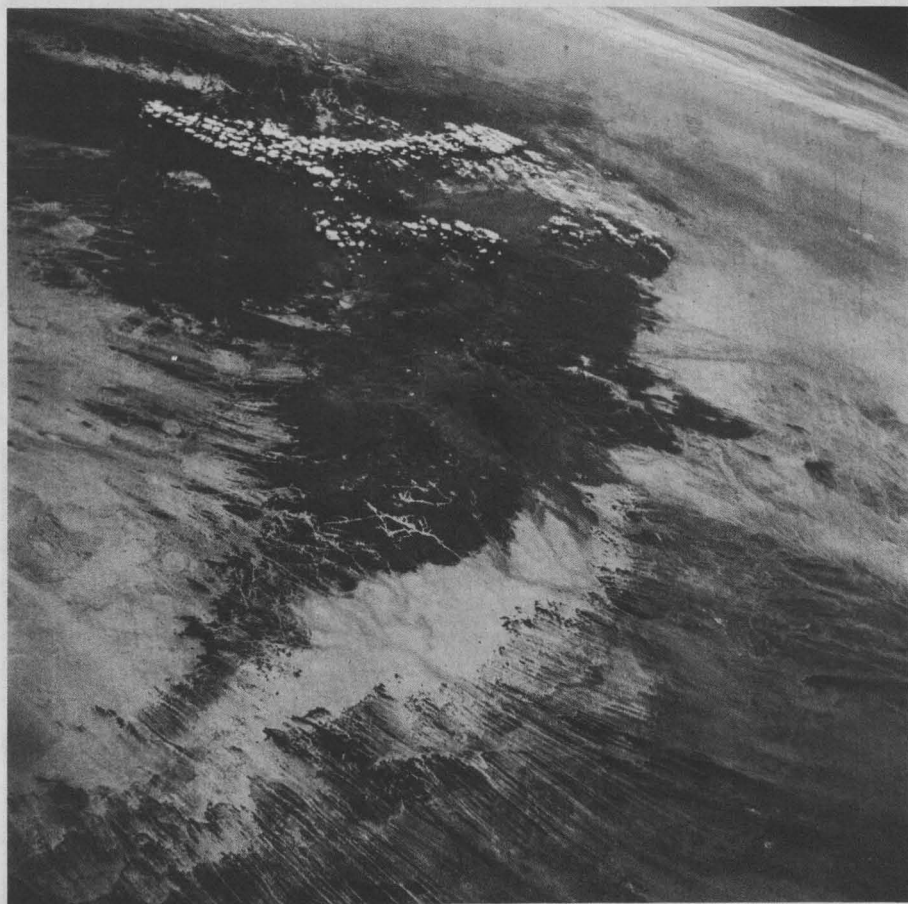


Abb. 2:

*Satellitenbild (Gemini IX aus 270 km Höhe, aus: PESCE, 1968:75) des Tibesti-Gebirges mit den verschiedenen Formungsregionen: Durch den Nordostpassat geformtes Windrelief (aerodynamische Relief) im Vordergrund und daran anschließender, 50–75 km breiter, Streifen der Sandschwemmebenen. Diese ausdruckslosen Flächen greifen am Rand des Tibesti-Gebirges (in Höhen zwischen 1000 und 2400 m) in ein an das Kluftsystem gebundenes Talrelief hinein (vorzeitliche Wüstenschluchtenregion).*

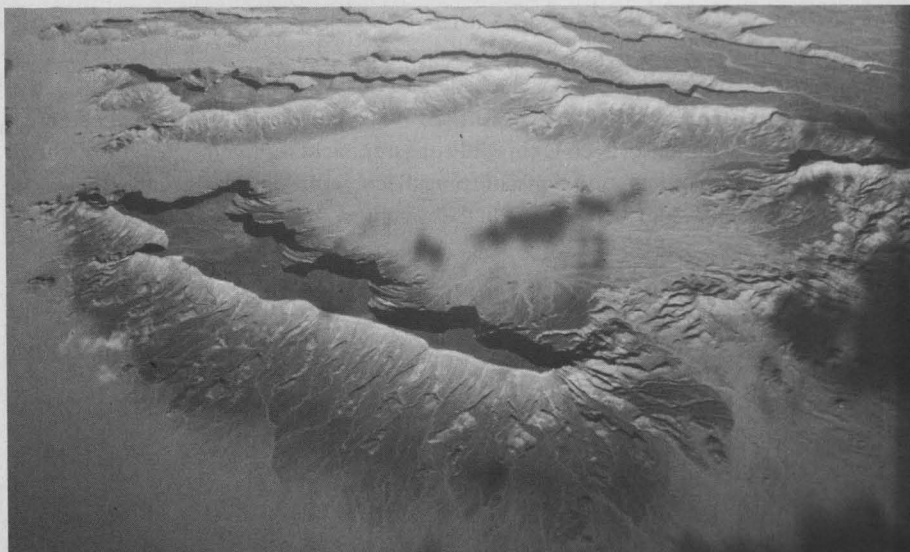


Abb. 3:

*Vorzeitliche Pedimente am Fuß von Schichttafeln in der nördlichen zentralen Sahara  
(Schichtstufe bei Magedul, Süd-Lybien – Rand des Murzuk-Beckens).*

*Die Sandaufwehung am Stufenrand zeigt die rezente Überformung zur Sandschwemmebene an. –  
Foto aus 11–12 km Höhe (J. Hövermann).*



Abb. 4:

*Vorzeitliche Inselberglandschaft in aktueller Umarbeitung zur Sandschwemmebene  
südlich des Tibesti-Gebirges (Norden der Rep. Tschad). – Foto aus 11–12 km Höhe  
(J. Hövermann).*

Die semiaride bis semihumide Formengemeinschaft umfaßt Flachbereiche mit konvergierendem, häufig auch in breiten Mulden parallelem Gerinnenetz und abrupt darüber aufragende Inselberge (s. Abb. 4).

Im Bereich der Nordhemisphäre der Alten Welt geht stets dem heutigen Formenschatz der hyperariden Formungsbereiche ein vorzeitlicher, semiarider bis semihumider Formenschatz voraus. Großräumig und flächenhaft lassen sich Gegenwarts- und Vorzeitformen am einfachsten auf der Grundlage von Satellitenbildern erfassen, deren Informationsgehalt im Maßstab 1 : 500.000 den Informationsgehalt von topographischen Übersichtskarten des Maßstabes 1 : 200.000 erreicht und übertrifft.

## **2. Räumliche Aufbereitung — Morphologische Klima-Indikatoren (am Beispiel der Pedimente in der Sahara und in Zentralasien)**

### *2.1 Sahara*

Für den Bereich zwischen 30° und 16° Nord standen schwarz-weiß Satellitenbilder im Maßstab 1 : 500.000 zur Verfügung, mit deren Hilfe die Südgrenze der aus terrestrischer Beobachtung nur linienhaft bekannten eiszeitlichen und rezenten Pedimente in der Sahara bestimmt wurde (SÜSSENBERGER [1 u. 2]<sup>1)</sup>). Hilfsweise wurde ein Streifen der Metric Camera beigezogen. Die aktuelle Pedimentregion am Nordsaum Afrikas wurde mit Hilfe topographischer und thematischer Karten sowie aufgrund linienhafter Feldbefunde bestimmt. Das Ergebnis ist in einer Übersichtskarte dargestellt (Abb. 5). Es zeigt sich, daß die Pedimentregion der Vorzeit ungefähr um 10 Breitengrade weiter nach Süden reichte als die heutige.

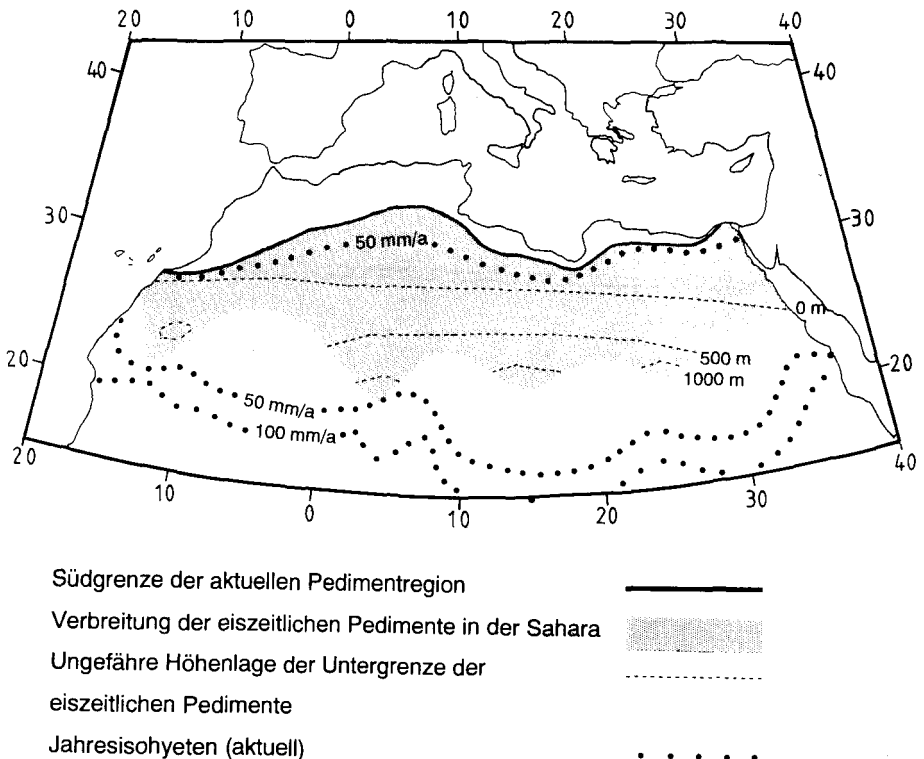
Aktuelle wie vorzeitliche Pedimentregion stellen in ihren südlichen Grenzbereichen eine Höhenstufe dar, deren Untergrenze 1000 m ü.M. überschreiten kann. Der eigentümlich geschwungene Verlauf besonders der vorzeitlichen Grenze der Pedimente ist insofern durch die unterschiedliche Höhenlage des Geländes bedingt. Um das deutlich zu machen, wurde schematisch die Höhenlage der Untergrenze der vorzeitlichen Pedimentregion im Abstand von jeweils 500m in den Pedimentbereich eingezeichnet. So wie die heutige Pedimentregion zwischen 25° und 30°N in Höhen zwischen 500 und 1000 m ü.M. in die Luft ausstreicht, hebt auch die vorzeitliche Pedimentregion zwischen 500 und 1000 m ü.M. von der empirischen Erdoberfläche ab, allerdings um 10° weiter südlich, d.h. zwischen 25° und 20°N.

Daß die heutigen Küstenformen überwiegend das Ergebnis eiszeitlich geformter Relieftypen sind, die infolge des nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieges ertränkt wurden, ist bekannt (HÖVERMANN 1985b). Die charakteristische Küstenkonfiguration untergetauchter Pedimente ist nun am Atlantik wie am Roten Meer erkennbar: An der West- wie an der Ostseite Nordafrikas tauchen die vorzeitlichen Pedimente unter den heutigen Meeresspiegel; damit ist die vorzeitliche Pedimentregion der Sahara als eiszeitlich datiert. In diesem Zusammenhang ist es von Interesse, daß auch im Mittelmeerraum Pedimente vorhanden sind, die unter den Meeresspiegel abtauchen. Am

<sup>1)</sup> Die Zahl in eckigen Klammern gibt die Nummer des Manuskriptes an.

besten bekannt sind sie an der Ostküste Sardiniens, wo sie eine eintönigere Küstenkonfiguration bewirken im Gegensatz zu den ertrunkenen mediterranen Torrententälern an der Westseite. Offensichtlich bestand eiszeitlich ein verschärfter Gegensatz zwischen Luv- und Leeseite im Bereich der Mediterraneis, wobei die Leeseiten deutlich trockenere Verhältnisse aufwiesen als heute.

In der Sahara dagegen zeigen die Pedimente eine bedeutende eiszeitliche Feuchtperiode an. Denn da die heutige Pedimentregion stets zwischen den Jahresisohyeten von 150 und 350 mm, mindestens episodische Frostwirkungen vorausgesetzt, liegt, kann man nach dem Prinzip des Aktualismus den gleichen Niederschlagswert auch für die eiszeitlichen Pedimente ansetzen. Die Südgrenze = Untergrenze der eiszeitlichen saharischen Pedimentregion kann demnach als 150 mm Jahresisohyete angesehen werden. Der Einwand, daß die Grenze durch das Fehlen ausreichender Fröste bedingt sein könne, erledigt sich durch die Beobachtung, daß südlich der Pedimentgrenze als Vor-



Entwurf: J. Hövermann & H. Süssenberger

Kartographie: F. Haselein

Abb. 5:

*Südgrenze der aktuellen Pedimentregion und ihre ungefähre eiszeitliche Ausdehnung nach Süden einschließlich der Höhenlage der eiszeitlichen Untergrenze in der Sahara. Die heutigen 50 und 100 mm Jahresisohyeten sind zum Vergleich angegeben.*

zeitformen Wüstenschluchten auftreten (s. Abb. 6), deren hygrischer Spielraum durch die mittleren Jahresniederschläge von 50–150 mm bezeichnet wird (bei episodischen oder ephemeren Ruck- und Starkregen – s. Tab. 1).

Obwohl der gesamte saharische Bereich nördlich 20°N also eiszeitlich mehr Niederschlag empfang als heute, nimmt das Ausmaß der Änderung vom Zentrum zu den Randbereichen deutlich erkennbar ab. Denn an der Südgrenze der eiszeitlichen Pedimentregion, die in der Westsahara nahe der aktuellen 50 mm Jahresisohyete liegt (s. Abb. 5), hatte sich der Niederschlag nur auf das 3–4fache des heutigen vermehrt, während in den zentralen Teilen, in denen die heutigen Niederschläge teilweise unter 10 mm/a betragen, eine Niederschlagsvermehrung auf das 10–15fache erforderlich ist.

Die thermischen Bedingungen während der eiszeitlichen Pedimentperiode in der Sahara lassen sich nur schwer abschätzen. Eine zuverlässige Bestimmung ist bei dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse nicht möglich. Denn kräftige Fröste, wie sie für die Bildung scherbigen Schuttes der Pedimente erforderlich sind, kommen heute noch in der ganzen nördlichen Sahara vor. Sie beschränken sich allerdings auf denjenigen Bereich, in dem die Januartemperatur im Mittel unter 12°C liegt. Legt man diesen Wert zu Grunde, läßt sich für die West-Sahara eine winterlich Temperaturabsenkung um 4°C ableiten. Auf den gleichen Betrag kommt man am Nordende des Rotmeergrabens.



Abb. 6:

*In Umarbeitung zur Sandschwemmebene befindliche Wüstenschluchten, südliche Ausläufer des Murzuk-Beckens. – Foto aus 11–12 km Höhe (J. Hövermann).*



## 2.2 Zentralasien

Für Zentralasien stehen im Bereich der Volksrepublik China flächenhaft deckend Falschfarben-Satellitenbilder (Landsat) in den Maßstäben 1 : 1.000.000 und 1 : 500.000 sowie ergänzend zwei Streifen der Metric Camera zur Verfügung. Die zumeist in Umformung zu Sandschwemmebenen begriffenen vorzeitlichen Pedimente heben sich nicht nur als Formen sondern auch farblich deutlich ab. Sie lassen sich umso leichter kartieren, als sie fast überall auf die Uferlinien eiszeitlicher Endseen auslaufen, die überdies häufig noch durch ausgeprägte Strandwall-Systeme verdeutlicht sind (s. Abb. 7). Die aktuelle Pedimentregion ist aus terrestrischer Beobachtung in der mongolischen Volksrepublik außerhalb des Satellitenbildbereiches bei etwa 45°N bekannt. Sie liegt hier in etwa 1500 m ü.M. und zieht sich in gleicher Höhenlage um den Fuß der nach Westen und Südwesten anschließenden Gebirgszüge herum. Etwa die gleiche Höhenlage nimmt ihre Untergrenze nördlich der Takelamagan ein. Am tiefsten liegt die aktuelle Pedimentregion in den östlichen Teilen des Gansu-Korridors mit 1000–1500 m ü.M. Von hier an fehlt sie vollständig im ganzen Bereich des Kunlun-Systems: Das hyperarid-morphodynamische Geschehen erreicht hier seine größte Höhe über dem Meeresspiegel: Das aerodynamische Relief reicht in der Tsaidam-Depression bis 3000 m, die Sandschwemmebenen bis 3300 m und die Wüstenschluchten bis 3600 m hoch hinauf.

In Anbetracht der gewaltigen Höhenlage des Gebietes läßt sich eine Untergrenze der vorzeitlichen Pedimentregion nur am Südrand der Takelamagan bestimmen. Hier nimmt, auch durch terrestrische Beobachtungen gesichert, die vorzeitliche Pedimentregion die Höhenstufe 1.500 m (Untergrenze) bis 2.000 m (Obergrenze) ein. Die aktuellen Sandschwemmebenen und Dünenfelder der Takelamagan lagen danach auch vorzeitig unter dem Pedimentbereich. Sonst aber wird der Gesamtkomplex bis über die chinesisch-mongolische Staatsgrenze hinaus von vorzeitlichen Pedimenten beherrscht. Insgesamt gesehen hat sich der Pedimentbereich von der Gegenwart zur Vorzeit um etwa 5 Breitengrade nach Süden verschoben, doch finden die vorzeitlichen Pedimente etwa um 37°N nirgends mehr ihre Grenze an tieferem sondern allenthalben nur an höherem Gelände und dem diesen eigentümlichen periglazialen (vorzeitlichen) oder glazialen (ebenfalls vorzeitlichen) Formenschatz. Legt man für die Bestimmung der breitenzonalen Verschiebung die Südgrenze der Pedimente im flachen Gelände der mongolischen Volksrepublik zu Grunde, kann man eine Ausdehnung nach Süden um 8 Breitengrade errechnen.

Anders als in der Sahara weist die vorzeitliche Pedimentregion in Zentralasien einen gewaltigen Anstieg mit der Massenerhebung auf: In gleicher geographischer Breite, nämlich 37°, liegt sie am Südrand der Takelamagan zwischen 1500 und 2000 m, in der Tsaidam-Depression zwischen unter 2500 und 3300 m, also 1000–1300 m höher. Das entspricht überraschend genau dem Ansteigen der aktuellen Formungsregionen mit der Massenerhebung, die etwa 1500 m beträgt (Dünenfelder der Takelamagan bis 1500 m, aerodynamisches Relief in der Tsaidam-Depression bis 3000 m).

Die zeitliche Einordnung der vorzeitlichen Pedimentphase ist in Zentralasien allenthalben dadurch gegeben, daß sich Pedimente und glazigene Schotterfluren im Sedimentationsraum miteinander verzahnen (vgl. Abb. 7). Hochstand der Gletscher und Pedimentationsprozesse sind also gleichzeitig. Einen weiteren Anhalt geben die Uferlinien der eiszeitlichen Endseen, auf die die glazigenen Schotterfluren und die Pedimente auslaufen: Kein Pedimentfächer hat an irgendeiner Stelle die Uferlinie und die Strandwälle durchbrochen, diese sind vielmehr, abgesehen von der aktuellen

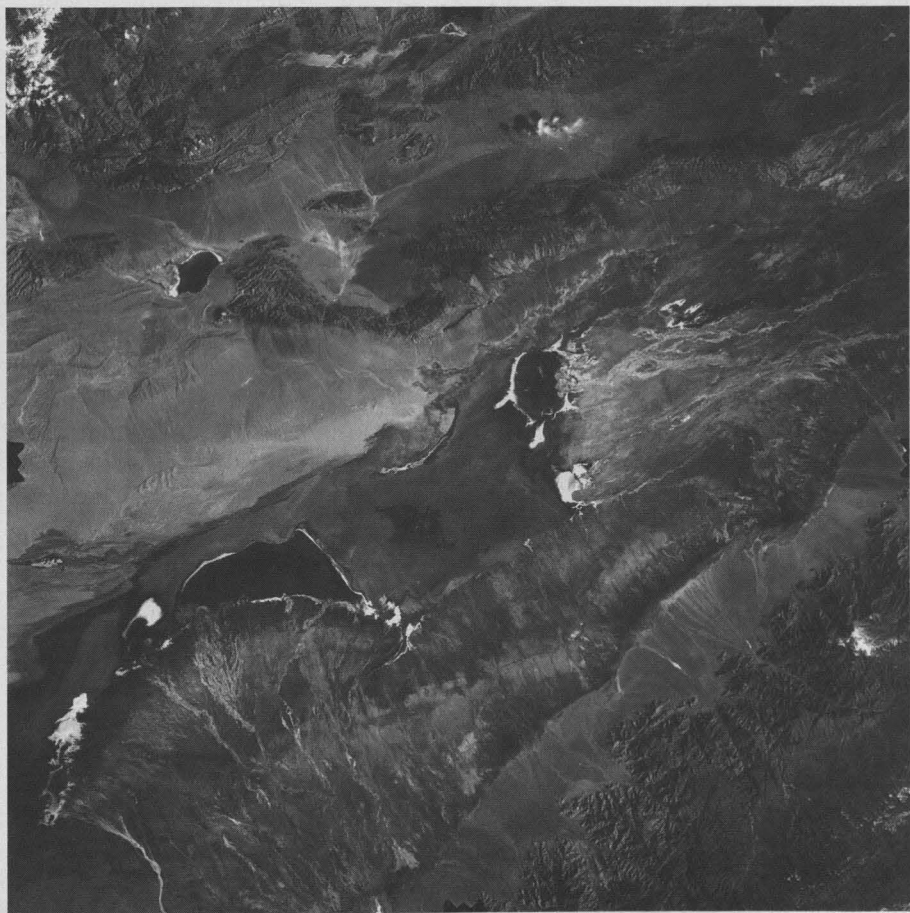


Abb. 7:

Ausschnitt des Metric-Camara Bildes Nr. 01-0044-01 v. 2.12.1983:

Südrand der Tsaidam-Depression bei Golmud. Gut erkennbar sind die auf dem eiszeitlichen Tsaidam-See eingestellten vorzeitlichen Pedimente (Fußflächen) am Fuß des Kunlun Shan (wo sie sich mit glazifluviatilen Schotterfluren verzahnen)

sowie am Nordrand der Tsaidam-Depression. Im Zentrum der Depression kleinere Restseen mit den durch die weiße Farbe deutlich erkennbaren Salzabscheidungen an ihren Uferlinien.

Umformung unter den hyperariden Bedingungen, vollständig erhalten. Mit dem Rückschmelzen der Gletscher und dem Schrumpfen der Seen endete auch die Pedimentphase. Mit dieser Befundsinterpretation stimmt überein, daß die Pedimentierung stets mit einem alkalischen Milieu verbunden ist, die hyperaride Formung dagegen stets mit einem salinaren.

Das Ausmaß der eiszeitlichen Niederschlagsvermehrung ist auch in Zentralasien unterschiedlich. An der Nordseite des Kunlun-Systems am Rand zur Tsaidam-Depression ergibt sich aus dem Vergleich der aktuellen Niederschläge (um und unter 50 mm) mit den aus den Pedimenten abzuleitenden Niederschlägen (über 150 mm) eine Steigerung auf das 3fache. In den östliche Randbereichen der Tsaidam-Depression ist, bei heutigen Jahresniederschlägen um 100 mm, nur eine Vermehrung auf das 1,5fache zu errechnen, falls man das Minimum zugrunde legt. Eine Verdreifachung der Niederschläge ist allerdings ebenfalls möglich. In den zentralen und westlichen Teilen der Tsaidam-Depression dagegen, wo die Jahresniederschläge heute unter 30 mm bleiben, müssen die Niederschläge eiszeitlich das 5–10fache der heutigen betragen haben.

Eine genaue Betrachtung der eiszeitlichen Klimaverhältnisse ist für den Südrand der Takelamagan am Fuße des Kunlun-Systems möglich. Hier treten in den glazigenen Schotterfluren mehrfach Frostkeilhorizonte auf (Abb. 8), die, wie an der Oberfläche der Schotterfluren erkennbar ist, Frostkeilspaltennetze bilden. Aus ihnen geht hervor, daß während der Aufschüttung der Schotterfluren, d.h. während des Vorrückens der Gletscher, zeitweilig Dauerfrostbodenbedingungen geherrscht haben. Die allgemeine flächenhafte Verbreitung der Frostkeile an der Oberfläche der Schotterfluren zeigt, daß die Dauerfrostbodenverhältnisse während des Gletscherhochstandes und auch während der Rückzugsphasen kontinuierlich gegeben waren. Das Maximum der eiszeitlichen Abkühlung lag damit im Hochglazial und im Spätglazial, wiewohl es auch in der Vorstoßphase der Gletscher bereits deutlich kühler war als heute (s. HÖVERMANN, J. & E. 1990).

Da man einerseits aus der Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze, die in den nördlichen Ketten des Kunlun-Systems allgemein etwa 1000 m beträgt, auf eine Senkung der Sommertemperaturen von etwa 6°C schließen kann, andererseits die Bildung des Dauerfrostbodens von der Jahresmitteltemperatur abhängt – für Frostkeile dieses Typs, wie sie am Rande der Takelamagan auftreten, reicht eine Jahresmitteltemperatur von –2°C aus, – lassen sich auch wegen des gesetzmäßigen Ganges der Temperaturen im Jahresverlauf die Wintertemperaturen berechnen. Die Frostkeile sind generell verbreitet in Höhen um 1500 m und darüber, wo die mittlere Jahresmitteltemperatur heute nach Stationsbeobachtungen 11°C beträgt. Es ergibt sich daraus eine Absenkung der Jahresmitteltemperatur um 12°C, also 7°C mehr als die Erniedrigung der Juli-Temperatur. Die Wintertemperatur muß demzufolge um etwa 20°C niedriger sein, damit das Jahresmittel, das sich in grober Näherung aus dem Juli- und Januar-Mittel errechnen läßt, zustande kommt.

An Stelle des heutigen Juli-Mittels von 24°C haben wir also 18°C einzusetzen, an Stelle des Jahresmittels von 11°C, das etwa dem Monatsmittel des April und Oktober entspricht, eine Jahresmitteltemperatur von –2°C und für eine Januar-temperatur von

–5°C eine solche von –25°C. Danach läßt sich das eiszeitliche Klimadiagramm für die Höhenstufe um 1500 m im Vergleich zu den heutigen Klimaverhältnissen zeichnen. Dabei ist ein wesentlicher Unterschied zu den Verhältnissen in der Sahara zu beachten: Während es sich dort zweifellos um Winterniederschläge handelte, die die Formungsprozesse bestimmten, handelte es sich in Zentralasien um Sommerniederschläge: Da sich nach den Temperaturverhältnissen der winterliche Frostschluß eiszeitlich gegenüber den heutigen Bedingungen verstärkt hatte, kann die Formung der Pedimente nur im Sommer vor sich gegangen sein. Die Verdreifachung der Niederschläge muß dem entsprechend als Vermehrung der Sommerregen dargestellt werden.



Abb. 8:

Frostkeilhorizonte in glazifluviatilen Schottern an der Nordabdachung des Kunlun zur Takelamagan (ca. 85°30'N, 37°30'N). – Foto: J. Hövermann.

Bedauerlicherweise kann diese Ableitung nicht ohne weiteres allgemeine Gültigkeit für Zentralasien beanspruchen. Denn trotz intensiver Suche auf verschiedenen Expeditionen sind weder in der Gobi (1988: Vorland des Qilian Shan, Badan Jilin und Tengger-Wüste) noch in der Tsaidam-Depression Frostkeile in den eiszeitlichen Schotterfluren gefunden worden, obwohl sie, eine gleiche Größenordnung der Temperaturabsenkung vorausgesetzt, vorhanden sein müßten. Falls es sich nicht einfach um eine Beobachtungslücke handelt, müßte in der Takelamagan eine erhebliche winterliche Inversion, ähnlich wie heute in Sibirien, vorgelegen haben, an der die Gobi keinen Anteil hatte. Für die Tsaidam-Depression bietet sich die Existenz des eiszeitlichen Tsaidam-Sees als Erklärung an, der seine Größe (70.000 km<sup>2</sup>) und Tiefe (bis 300 m) ein erhebliches Wärme-Reservoir gewesen sein muß.

### 3. Zeitliche Darstellung (Zeitreihen)

#### 3.1 Vorbemerkung

Die grobe zeitliche Zuordnung der erarbeiteten räumlichen Befunde in die letzte Eiszeit reicht aus, solange es um Fragen der Unterscheidung von Glazialen und Inter-glazialen, d.h. um das Problem der Gliederung des Eiszeitalters geht. Hier steht jedoch die Gliederung der letzten Eiszeit und des Holozäns zur Diskussion; dafür ist ein höherer Genauigkeitsgrad erforderlich, als er auf Grund der Unterscheidung von Vorzeitformen und Gegenwartsformen möglich ist. Eine solche präzisere Einordnung erfolgt auf der Grundlage von Zeitreihen, die aus <sup>14</sup>C-datierten Sedimenten gewonnen wurden. Als Grundlage wurden Profile ausgewählt, die einen Zeitraum von mehr als 25.000 Jahren überdecken und die mit Seespiegelschwankungen verbunden sind. Es handelt sich dabei um die Tsaidam-Depression in Zentralasien (um 37°N, knapp 3000 m hoch), um das Tibesti-Gebirge im Zentrum der Sahara (um 21°N, 1000 m bzw. 2000 m hoch) mit dem Tschad-Becken (um 18°N, unter 350 m hoch) und um den Lake Bosumtwi (6°30'N, etwa 300 m hoch). Zufällig liegen diese drei Zeitreihen räumlich im Abstände von jeweils 15 Breitengraden. Sie lassen sich daher in einem Diagramm darstellen (Abb. 9).

#### 3.2 Die Südgrenze des nordischen Inlandeises in Zeit und Raum (65–55°N)

Um die Zusammenhänge mit Ausbreitung und Rückzug des Nordischen Inlandeises deutlich zu machen, ist in das Diagramm die jeweils maximale Ausdehnung des Weichsel-Eises nach Süden in Anlehnung an die neueste Darstellung von Liedtke (1981) eingetragen. Sie zeigt, daß das Inlandeis, 30.000 B.P. noch nördlich 55°N gelegen, zwischen 22.000 und 21.000 B.P. seine südlichste Position bei etwa 52°N erreichte. Ab 20.000 B.P. setzt das Rückschmelzen ein, unterbrochen durch kleinere Vorstöße um 18.000 B.P., 15.000 B.P. und 10.000 B.P.. Um 8.000 B.P. ist der Abbau des Inlandeises beendet. Deutlich zu unterscheiden sind die Anaphase der Vergletscherung, d.h. die Periode des Eisaufbaus und der Eisausdehnung, und die Kataphase, in der das Inlandeis sich zurückzieht und zerfällt. Glaziologisch könnte man den Zeitpunkt 20.000 B.P. als Hochglazial bezeichnen. Der klimatische Wendepunkt muß selbstverständlich vor-

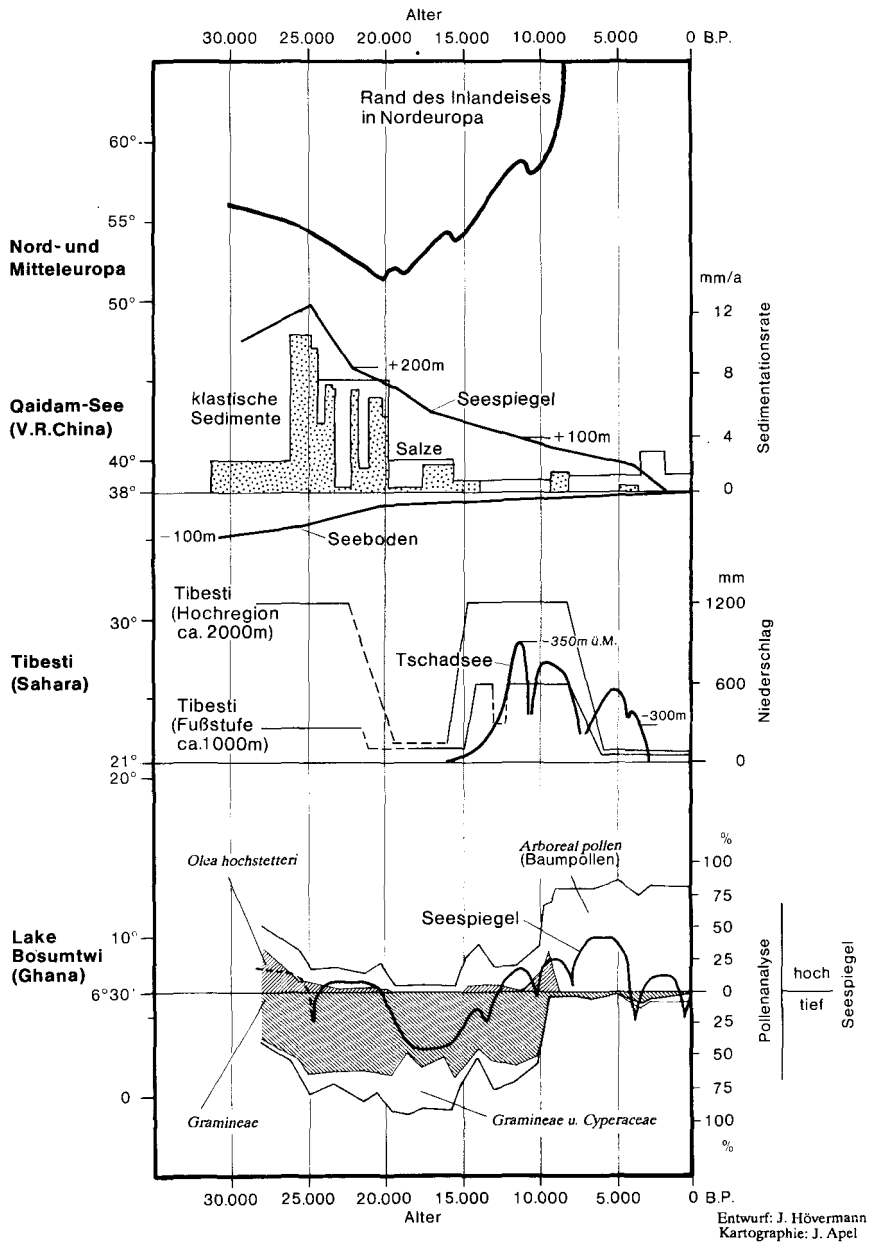


Abb. 9:

Zeitliche und räumliche Darstellung verschiedener Klimaphasen seit dem Höhepunkt des letzten Hochglazials. Nähere Erläuterungen im Text.

her eingetreten sein, da Eisaufbau und Eisabbau der Änderung der klimatischen Verhältnisse mit einer gewissen Verzögerung folgen. Im Falle des Nordischen Inlandeises wird man mit einer Verzögerung um mehrere tausend Jahre zu rechnen haben. Aus der Depression der Schnee- und Waldgrenze läßt sich eine eiszeitliche Senkung der Sommertemperaturen um mindestens 6°C, aus dem Vorhandensein von Dauerfrostboden eine eiszeitliche Senkung der Jahresmitteltemperaturen um mindestens 10–12°C errechnen.

### 3.3 Tsaidam See, Zentralasien (37°N)

Die Zeitreihe Tsaidam-See beruht auf einer 100 m tiefen Bohrung im Zentrum der Depression, die während der letzten Eiszeit von einem mehr als 70.000 km<sup>2</sup> großen und bis zu 300 m tiefen See eingenommen war. Art und Mächtigkeit der Sedimente ließen sich mit Hilfe der zahlreichen, in sich kohärenten <sup>14</sup>C-Datierungen in Sedimentationsraten pro Jahr umrechnen (HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986). Dabei zeigen die klastischen Sedimente den Zufluß, Gips und Salze den Verdunstungsüberschuß an. Da Evaporite und klastische Sedimente streng gegenläufig sind, schließt sich die Annahme eines nennenswerten äolischen Eintrags aus. Die Menge der Klastika ist Ausdruck der Menge zufließenden Wassers, die Menge der Evaporite Ausdruck der Temperaturen, durch die letztlich die Verdunstung bestimmt wird. In das Diagramm eingeblendet wurde der jeweilige Spiegelstand des Tsaidam-Sees in Meter über dem aktuellen Seeboden. Dadurch wird deutlich, daß der See noch mehr als 20.000 Jahre über seine Bildungsbedingungen hinaus mit sinkendem Spiegelstand existierte.

Deutlich heben sich gegeneinander drei Abschnitte ab:

1. Von vor 30.000 bis 25.000 B.P. überwiegt der Zufluß die Verdunstung. Es fallen keine Evaporite aus. Der Zufluß steigert sich dabei und erreicht sein Maximum zwischen 26.000 und 25.000 B.P. Zu diesem Zeitpunkt ist nicht nur die Sedimentationsrate am höchsten, sondern auch das Sediment am größten. In Verbindung mit den Geländeuntersuchungen ist diese Phase als Wachstumsphase des Sees und zugleich als Vorrückungsphase der Gletscher aus dem Kunlun Shan zu kennzeichnen, wobei das Maximum der Sedimentationsrate und der Korngröße des Sedimentes den Höchststand der Gletscher anzeigt.
2. Zwischen 25.000 und 20.000 B.P. wechseln sehr hohe Sedimentationsraten klastischer Sedimente und Evaporite miteinander ab, ohne daß die Evaporite jemals vollständig aussetzen. Trotz der hohen Zuflüsse überwiegt demnach die Verdunstung. Evaporite und klastische Sedimente zusammen ergeben eine konstante Sedimentationsrate, die nur Ausdruck einer gleichbleibenden Verdunstungsrate sein kann.
3. Zwischen 20.000 B.P. und heute liegt die Sedimentationsrate der klastischen Sedimente und Evaporite bei 1 bis 2,5 mm/a. Sie erreicht die niedrigsten Werte zwischen 14.000 und 10.000 B.P. (1) und steigt von da bis zur Gegenwart (2) wieder an. Perioden höheren klastischen Eintrags um 17.000 B.P. und um 4.000 B.P. reduzieren die Evaporation nicht. Dagegen fallen um 9.000 B.P. keine Evaporite aus. Zufluß (und evt. Niederschlag) übertreffen in dieser Zeitspanne die Verdunstung.

In Analogie zu dem gesicherten Zusammenhang zwischen Gletschervorstoß und klastischem Eintrag vor 25.000 B.P. kann man die hohen Zuflüsse bis 20.000 B.P. und um 17.000 B.P. mit Vorstößen und Abschmelzen der Gletscher in Zusammenhang bringen. Sie kennzeichnen damit die durch Vorstöße unterbrochene Periode des Gletscherrückzugs, in der ständig mehr Wasser verdunstete als zufloß. Im Gegensatz dazu betrifft die Feuchtperiode 9.000 B.P. eine Zeit, in der im Vorfeld der heutigen Gletscher bereits Torfe gebildet wurden, die Gletscher also kaum größer waren, als sie heute sind. Da die Evaporation zu dieser Zeit gleich groß (oder kleiner) war als der Zufluß, war das Klima mindestens in den das Tsaidam Becken umrahmenden Gebirgen humid. Die trotz fehlender Zuflüsse geringe Evaporation zwischen 14.000 und 10.000 B.P. zeigt besonders niedrige Temperaturen an; dagegen müssen für die Abschmelzperiode 25.000–20.000 B.P. und auch noch für die Periode 20.000–18.000 B.P. höhere Temperaturen und größere Trockenheit als heute angenommen werden. Allerdings zeigen vorzeitliche Dünenfelder, die am Ostrande der Tsaidam-Depression vom eiszeitlichen Seeufer aus mehr als 30 km weit nach Osten verdriftet worden sind, daß in dieser Phase größter Verdunstung auch die Windwirkung besonders stark gewesen ist.

Das eigentliche Eiszeitklima, d.h. jene klimatischen Verhältnisse, die die Herabdrückung der Höhenstufen und das Vorrücken der Gletscher (hier bis in die Fußstufe des Kunlun Shan) verursacht haben, ist in den basalen Teilen des Profils erfaßt und zu 25.000 B.P. und älter datiert. Es zeichnet sich durch geringere Verdunstung und höhere Zuflüsse, d.h. durch niedrigere Temperaturen und höhere Niederschläge, als heute aus. Dem entspricht die Absenkung der Schneegrenze um mehr als 1.000 m in der Nordabdachung des Kunlun, die außer durch die Eisrandlagen und die anschließenden glazifluviatilen Schotterfluren auch durch ein deutlich ausgeprägtes Karniveau belegt ist. Da die glazifluviatilen Schotterfluren wie die an nicht vergletscherte Gebirgsteile anschließenden Pedimente auf die Strandwälle des eiszeitlichen Tsaidam-Sees auslaufen, ist die Datierung der ausgedehnten vorzeitlichen Pedimentbereiche Zentralasiens, die durch die Satellitenbilddauswertung erfaßt worden sind, weiter zu präzisieren. Sie entsprechen der Vorrückungsphase der Gletscher und deren Hochstand sowie der Wachstumsphase des Sees und dessen Hochstand, d.h. der Zeit vor 32.000 bis 25.000 B.P., bei Temperaturen, die 6°C niedriger waren als heute unter in der Fußstufe semiariden – im Gebirgsbereich humiden (bzw. nivalen) Verhältnissen.

Der Gletscherrückgang wie der Umschlag der Formungsprozesse von Pedimenten, periglazialer, nivaler und glazialer Formung zu aerodynamischem Relief, Sandschwemmen und Wüstenschluchten, verbunden mit einem Hinaufrücken der Höhengrenzen, vollzieht sich bereits zwischen 25.000 und 20.000 B.P., ausgelöst durch einen über das gegenwärtige thermische Niveau hinausgehenden Anstieg der Temperaturen, eventuell verbunden mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit. Die Temperaturen sind höher, die Niederschläge geringer als heute. Die kälteste Periode, verbunden zugleich mit großer Trockenheit, liegt zwischen 14.000 und 10.000 B.P.. Nach der kurzen humiden Phase 9.000 B.P. zeigen sich schwach ansteigende Temperaturen bei gleichbleibender oder zunehmender Trockenheit, unterbrochen durch eine feuchtere Trockenperiode 4.000 B.P., bis zur Gegenwart. Temperaturen und Niederschläge entsprechen mit Schwankungen etwa den heutigen.



### 3.4 Tibesti, zentrale Sahara (21°N)

Für das Tibesti-Gebirge lassen sich die zahlreichen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die einmal für die Fußregion von Bardai, (1000 m ü.M.), zum anderen für die Hochregion (um 2000 ü.M.) vorliegen, zu einer doppelten Zeitreihe zusammenstellen (JÄCKEL & GEYH 1982, MALEY 1983; s. Abb. 10). Im datierten Sedimentbereich sind zu unterscheiden Sande und Kiese als Ausdruck hyperarider Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen, wohlgeschichtete Stillwasser- und See-Ablagerungen hinter Kalksinterbarren (1000 m) und in Calderen (2000 m), Schotterablagerungen als isolierte schmale Bänder und Grobschotter, die mit Pedimenten verknüpft sind. Dem Prinzip des Aktualismus folgend wurde den Seebildungen der Hochregion, die praktisch zuflußlos sind, ein Niederschlagswert von 1200 mm/Jahr, den durch Kalksinterbarren aufgedämmten Seen der Höhenstufe um 1000 m ein Niederschlagswert von 600 mm/Jahr, den bandförmigen Schotterfluren (Torrentenbetten) ein Niederschlagswert über 350 mm/Jahr, den Pedimenten ein Wert von 250 mm/Jahr zugeordnet. Alle diese Milieus sind alkalisch, die Datierungen stammen überwiegend aus den Kalkabsätzen selbst oder aus Kalkverbackungen in bzw. Kalkkrusten am Top der Akkumulation. Größere Sande und Kiese kennzeichnen den Akkumulationsbereich der Wüstenschluchten an deren unterem Ende (50 mm/Jahr): Feinsande und Grobsande den Bereich der Sandschwemmebenen (30–60 mm/Jahr), Feinsande den Bereich der Windformung (unter 30 mm/Jahr). Diese Milieus sind salinar. Die Datierungen beruhen u. a. auf eingeschwemmtem Holz.

In der mittleren Höhenstufe des Tibesti, um 1500 m, treten zusätzlich umfangreiche Schollenrutschungen und Gesteinsfließungen auf. Sie sind nur relativ als gleichaltrig mit den Kalksinterseen datiert und haben keine eigenen  $^{14}\text{C}$ -Werte geliefert. Sie bestätigen aber die Richtigkeit der angesetzten Niederschlagswerte, da sie, als aktive Formen aus dem Elburs-Gebirge (Iran) bekannt und beschrieben (HÖVERMANN 1960, 1972), Niederschläge von 800–1000 mm/Jahr erfordern.

In das vereinfacht dargestellte Diagramm wurden die Spiegelstände des Megatschad eingeblendet, die an der Falaise D'Angamma (Nordrand des Sees in 18°N) aus den Untersuchungen ERGENZINGERS (1978) und im Bereich des Schari und Logone (Deltas am Südrande des Sees) in 10–12°N) aus den Untersuchungen von SÜSSENBERGER[3] übereinstimmend in Höhen von 345 m, 320 m und 300 m bekannt geworden sind (Abb. 11). In der zeitlichen Zuordnung der Spiegelstände folgt die Darstellung ERGENZINGER (1978). Der Gebietsniederschlag des Megatschad wurde von SÜSSENBERGER[3] für die Zeit der größten Ausdehnung zu 1000 mm/Jahr berechnet. Dieser Wert stimmt mit den aus den morphologischen Befunden abgeleiteten Niederschlagswerten in der Größenordnung überein.

Es heben sich im Tibesti vier Abschnitte gegeneinander ab. Vor 25.000 B.P. bis 20.000 B.P. zeichnet sich die Fußstufe (1.000 m) durch Pedimente (um 250 m Niederschlag) aus, die Hochregion durch Seebildungen (1.200 mm/Jahr). Um 20.000 B.P. und bis 15.000 B.P. fehlen Sedimente im älteren Abschnitt überhaupt (Erosionsphase der Wüstenschluchten, 150 mm/Jahr). Grobschotter setzen um 17.000 B.P. ein (Akkumulationsbereich, um 50 mm/Jahr). 15.000 B.P. bis 8.000 B.P. weist die Hochregion Seebil-

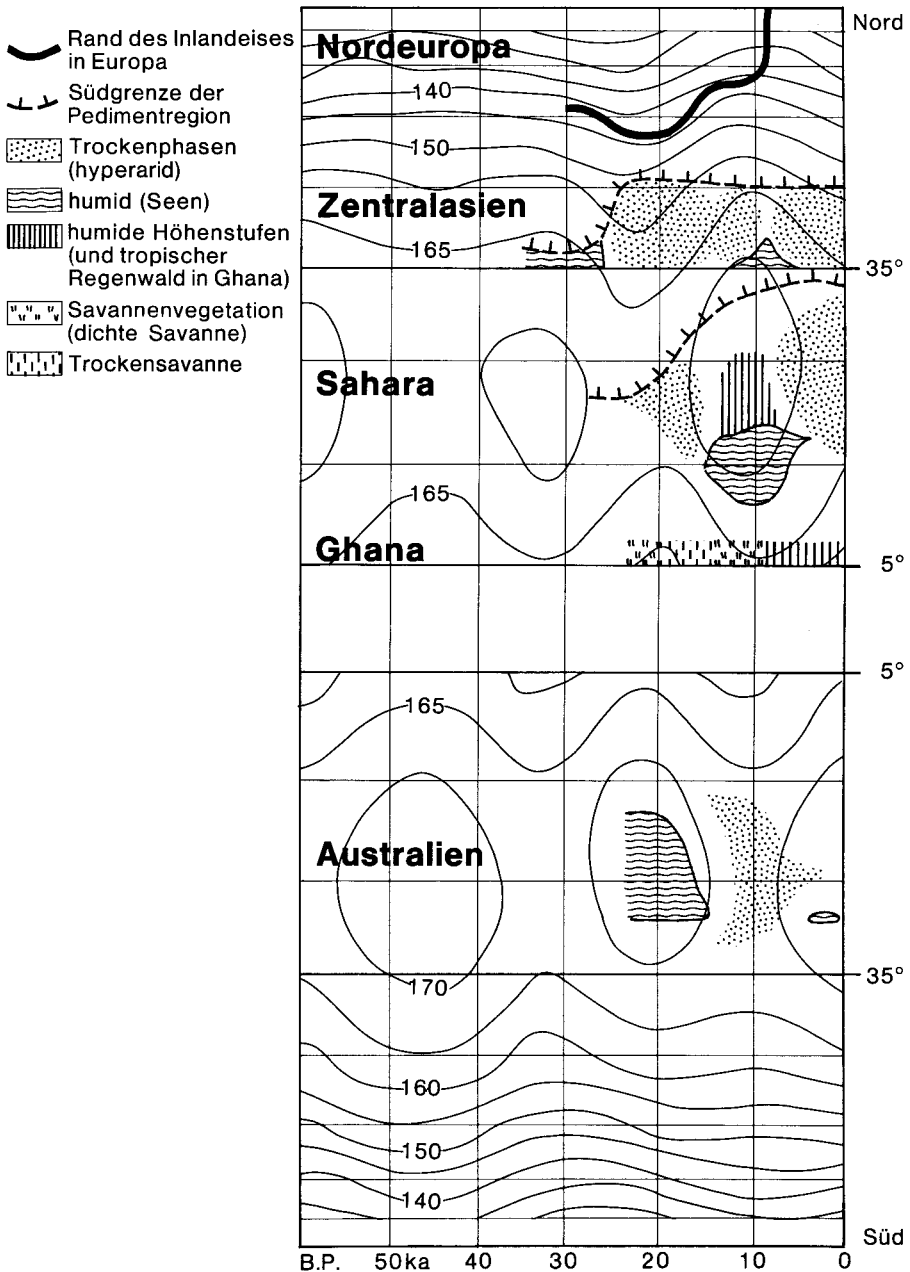


Abb. 10:

Strahlungsmengen im kanonischen Sommerhalbjahr (in Kcal/cm<sup>2</sup>, verändert nach MEINARDUS 1944). Dargestellt sind auf der Ordinate die geographische Breite, auf der Abzisse die Zeit in 1.000 Jahren(ka) B.P.

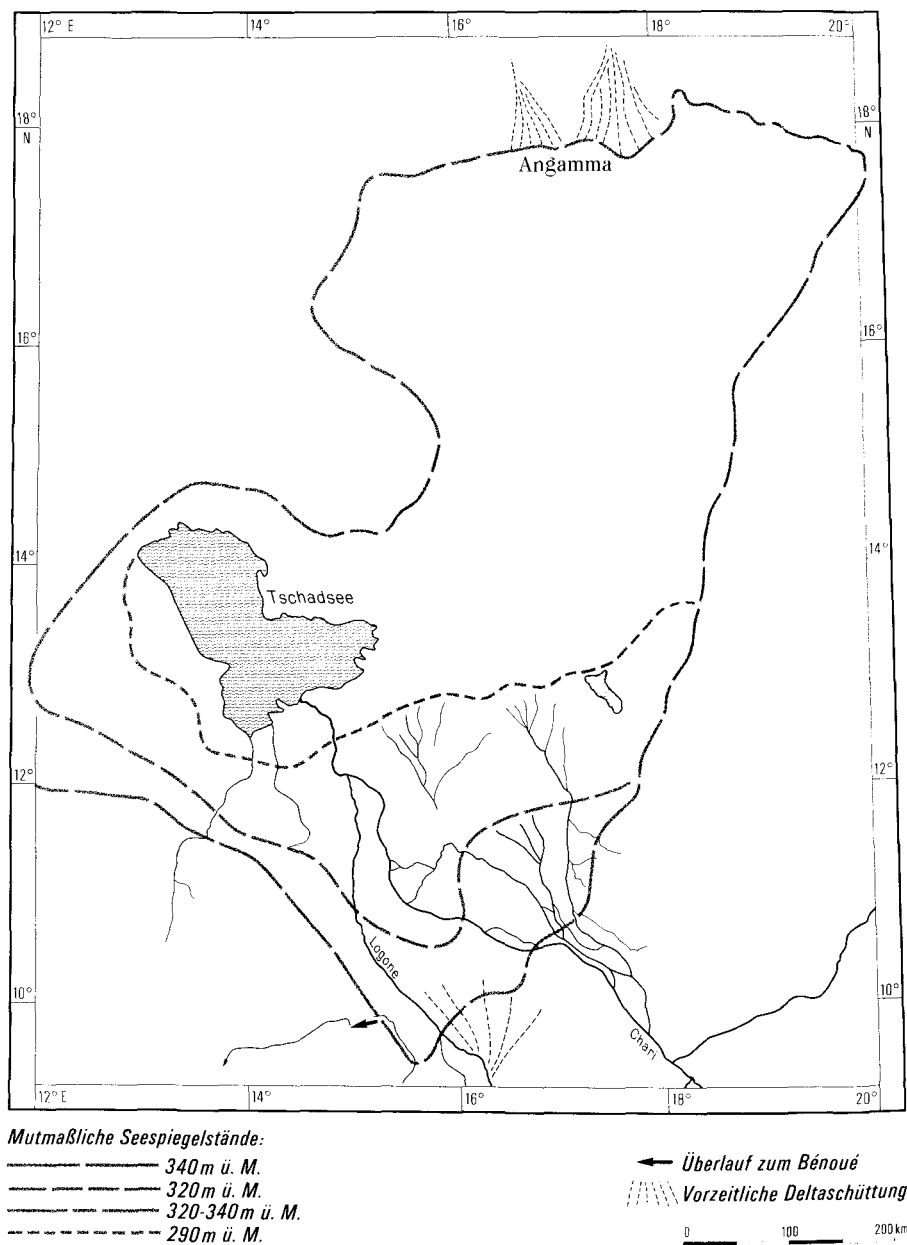


Abb. 11:  
 Spiegelstände des Tschadsees und Megtschad (345 m Seespiegel). Die südlichen Strandwällsysteme wurden nach den Deltaschüttungen in 300 m, 320 m und 345 m auskartiert.

dungen auf (1.200 mm/Jahr). In der Fußstufe setzen die Kalksinterbildungen erst um 14.000 B.P. ein, sie finden ihr Ende ebenfalls um 8.000 B.P. Von 7.000 B.P. bis zur Gegenwart herrscht mit kleinen Variationen das hyperarid-morphodynamische System mit Niederschlägen bis 150 mm/Jahr in der Hochregion und Niederschlägen um 20 mm in der Fußstufe. Zusammenfassend lassen sich die Abschnitte wie folgt charakterisieren: Kalt (mit deutlichen Frosteinflüssen) und semiarid (Fußstufe) bis humid (Hochregion bis 23.000 B.P.); hyperarid in Fußstufe und Hochregion zwischen 23.000 B.P. und 15.000 B.P.; gemäßigt-semihumid (Fußstufe) und humid (Hochregion) von 14.000 B.P. bis 8.000 B.P.; hyperarid in Fußstufe und Hochregion von 8.000 B.P. bis zur Gegenwart. Die teilweise beachtlichen untergeordneten Schwankungen wie etwa die Schotterakkumulation um 6.500 B.P. haben sich im Diagramm nicht darstellen lassen. Ausweislich der Strandwallsysteme erhielt der Mega-Tschad Zuflüsse aus dem Tibesti-Gebirge bis zum Spiegelstand von etwa 330 m. Die späteren Spiegelstände sind bereits vom Tibesti abgekoppelt, spiegeln die Klimaschwankungen südlicherer Gebiete wieder.

### 3.5 Lake Bosumtwi, Ghana (6°30'N)

Aus den Bereichen südlich der Sahara gibt es eine Zeitreihe, die die letzten 27.500 Jahre lückenlos überdeckt. Das zeitlich sehr detailliert aufgeschlüsselte Pollendiagramm, das aus den Bohrungen im Lake Bosumtwi gewonnen wurde, ist zusammen mit den (nur qualitativ dargestellten) Schwankungen des Seespiegels veröffentlicht worden (MALEY 1989, TALBOT et al. 1984) und gestattet eine paläoklimatische Auswertung. Die vereinfachte Darstellung der Zeitreihe von 6°30'N, 300 m ü.M., zeigt die Prozentsätze der Gräserpollen, zusammengesetzt aus Gramineen und Cyperaceen, und der Baumpollen, wobei *Olea Hochstetteri*, die heute im tropischen Feuchtwald der Lokalität nicht vorkommt, gesondert ausgewiesen ist. *Olea Hochstetteri* steht heute erst in 1.300 m ü.M., also 1.000 m über dem Lake Bosumtwi. Der Jahresniederschlag des Gebietes liegt knapp unter 1.500 mm.

Innerhalb der Baumpollen zeigt *Olea Hochstetteri* bei erstem Auftreten eine Herabdrückung der Höhenstufen von 1.000 m und damit der Temperaturniedrigung um 5°C an; bei massiertem Auftreten dürfte die Depression der Höhenstufen einige hundert Meter mehr betragen haben, da das Pollenspektrum dann voll in die Region des tropischen Bergwaldes rückt. Den heutigen Klimaverhältnissen entspricht ein Baumpollenanteil von 80%. Rückgang der Baumpollen und Zunahme der Gräserpollen bedeutet zunehmende Trockenheit, wobei Grasfluren mit schütterem Baumbestand sich heute bei Niederschlägen um 400 mm/Jahr vorfinden. Im Diagramm (Abb. 10) sind die Baumpollen von der Null-Linie nach oben, die Gräserpollen nach unten abgetragen. Die Niederschlagsverminderung läßt sich daher aus beiden etwa parallel zueinander verlaufenden Linien ablesen. Die Temperaturabsenkung zeigt sich im Prozentsatz von *Olea Hochstetteri*.

Ablesen lassen sich aus dem Diagramm (Abb. 10) die folgenden Abschnitte:

1. Die letzte Phase eines lichten Bergwaldes mit Dominanz von *Olea Hochstetteri* (27.5000 B.P.) und der Übergang zu trockeneren Klimaverhältnissen bis 25.000 B.P. Die Temperatursenkung dürfte zunächst mindesten 6–7°C, zum Schluß etwa

5°C betragen haben. Die Niederschläge lassen sich in Mittelung zwischen 1.500 mm (Feuchtwald) und 400 mm/a (Grasflur mit schütterem Baumbestand) zu etwa 900 mm/a bestimmen.

2. Savannenvegetation (und damit im Sinne der klimatischen Morphologie den Bereich der Spülmuldenfluren) charakterisiert das Verhältnis von Gräser- und Baumpollen von 25.000 bis 10.000 B.P.. Unterscheiden lassen sich drei Unterabschnitte:
  - a) 25.000–20.000 B.P.: Eine lichte Savanne, in der *Olea Hochstetteri* einen wesentlichen Bestandteil der Baumflur bildet. Daraus ist auf 5°C niedrigere Temperaturen als heute und auf einen Niederschlag um 600 mm zu schließen.
  - b) 20.000–15.000 B.P.: Der Anteil der Baumpollen geht auf unter 10%, entsprechend einer Grasflur mit lockerem Baumbestand zurück. *Olea Hochstetteri* verschwindet. Der Grasflur mit lockerem Baumbestand entsprechen Niederschläge von etwa 400 mm. Mit dieser ausgeprägten Trockenheit, die auch durch das sehr kräftige Absinken des Seespiegels belegt ist, läßt sich das Verschwinden von *Olea Hochstetteri* erklären. Andererseits ist zu berücksichtigen, daß die Temperaturen in diesem wie in jedem anderen Monsunbereich überwiegend von Bewölkung und Niederschlag bestimmt werden, so daß die Regenperioden sogar die kältesten Jahreszeiten sein können. Wäre das Verschwinden von *Olea Hochstetteri* nicht durch fehlende Niederschläge sondern durch steigende Temperaturen (infolge ungehinderter Einstrahlung) bedingt, so müßte man ein Ansteigen der Temperaturen um mindestens 5°C annehmen.
  - c) 15.000–10.000 B.P.: Baumpollen (über 25%) und Gräserpollen (unter 75%) zeigen eine dichte Savanne an, in der *Olea Hochstetteri* wieder vorhanden ist. Daraus ergeben sich Niederschläge um 750 mm/Jahr und um etwa 5°C gegenüber heute abgesenkte Temperaturen.
3. Um 10.000 B.P. vollzieht sich der abrupte Wandel zu den heutigen Vegetationsverhältnissen. Die Gräser verschwinden fast, der Baumbestand dominiert absolut. Dabei erreicht 9.000 B.P. *Olea Hochstetteri* noch einmal gleiche Werte, wie um 27.000 B.P., bevor ihre Pollen endgültig aus dem Diagramm verschwinden. Am Beginn des Holozäns liegt hier also eine Periode, in der Temperatur-Rückgang um 5°C und hohe Niederschläge um 1400 mm/Jahr einander überlagern.

Der Vergleich der Hauptabschnitte der zusammengestellten Diagramme in Abbildung 9 und 10 zeigt Übereinstimmungen und Diskrepanzen. Die Übereinstimmung betrifft zunächst die Zeitstellung der großen Klimaänderungen: Um 25.000 B.P. und nach 10.000 B.P.. Aber während bis 25.000 B.P. die Trockengebiete kühler und feuchter sind als heute, sind die Tropenbereiche kühler und trockener. Umgekehrt wird es nach 8.000 B.P. in den Tropen feuchter, in den Trockengebieten trockener. Die Periode 25.000–10.000 B.P. hat zwar überall ein extrem trockenes Intervall. Dieses liegt jedoch in Zentralasien zwischen 25.000 B.P. und 18.000 B.P., im Tibesti zwischen 23.000 B.P. und 14.000 B.P., in den Tropen zwischen 20.000 B.P. und 15.000 B.P. (vgl. Abb. 9). Umgekehrt ist die kälteste und niederschlagsärmste Periode des Tsaidam Sees (14.000–9.000 B.P.) zeitgleich mit dem extremen Pluvial des Tibesti (14.000–8.000 B.P.) und der kühleren, aber schon wieder feuchteren Periode des Lake Bousumtwi

(15.000–10.000 B.P.). Selbst bei großzügiger Ausnutzung der Spielräume, die durch die Unsicherheit der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen gegeben sind, lassen sich, von Ausnahmen abgesehen, die Perioden nicht zur Deckung bringen.

#### 4. Zeitreihen und Strahlungsverhältnisse

Die Hypothese, daß die Klimaänderungen und Klimaschwankungen auf der ganzen Erde gleichzeitig und gleichsinnig oder wenigstens gleichzeitig gewesen seien, trägt also offensichtlich nicht, und auch die Hypothese, daß die Ausbreitung der Inlandeismassen eine allgemeine Abkühlung bewirkt habe, als deren Folge mit der Verlagerung der Windsysteme sich unterschiedliche Veränderungen der hygrischen Verhältnisse eingestellt hätten, ist offensichtlich nicht zutreffend: Die Abkühlung in den Tropen ist in der Anaphase und am Ende der Inlandvereisung am größten, während des Maximums der Eisausbreitung geringer. Die Sahara hat Feuchtperioden in der Anaphase und in der Kataphase der Vergletscherung. Nur in Zentralasien läßt sich aus dem Rückgang der Salzabscheidung eine bis 10.000 B.P. anhaltende Temperaturniedrigung ableiten. Die Salzabscheidung in der Tsaidam-Depression zeigt aber gerade für den Maximalstand des nordischen Inlandeises besonders warme Temperaturen an. Bezogen auf die Erfassung der morphogenetischen Formungsregionen wird deutlich, daß die Ausbildung der eiszeitlichen Pedimente in Zentralasien wie in der Sahara in die Zeit bis 25.000 B.P. gehört. Das ist zugleich die Zeit, bis zu der die Gletscher Hochasiens ihren maximalen Stand erreichten. Der Zeitpunkt des folgenden entscheidenden Klimaumschlages liegt 3.000 bis 5.000 Jahre vor der Maximalausdehnung des nordischen, 7.000 Jahre vor der des nordamerikanischen Inlandeises. Der neuerdings zunehmend als „Hochglazial“ bezeichnete Terminus „18 Ka“ ist paläoklimatologisch unbrauchbar.

Auf Grund der Zeitreihen lassen sich die Befunde über die Verlagerung morphoklimatischer Formungsregionen auch in einem Raum-Zeit-Diagramm darstellen, in dem an Stelle der Meridiane die Zeitskala eingesetzt ist (s. Abb. 10). Die Breitenkreisabstände sind die einer flächentreuen Zylinderprojektion; dadurch wird die Überbetonung der Polargebiete gemildert. Um etwaige Zusammenhänge mit dem Kanon der Erdbestrahlung sichtbar zu machen, wurden die Veränderungen der sommerlichen Strahlung in Kanonischen Einheiten in absoluten Werten eingetragen, die durch Umrechnung aus dem Diagramm von MEINARDUS (1944) erhalten wurden. Dargestellt ist die Ausdehnung und Schrumpfung des nordeuropäischen Inlandeises, die Ausdehnung und Schrumpfung des hyperariden Bereiches in Zentralasien sowie die Verlagerung der Pedimentregion und die Ausdehnung des Tsaidam-Sees; Ausdehnung und Schrumpfung des hyperariden Bereiches in der Sahara, die Verlagerung der Pedimentregion, das große saharische Pluvial sowie Ausdehnung und Schrumpfung des Tschad-Sees; die Bergwald, Savannen- und Regenwald-Perioden des tropischen Bereiches.

Dabei zeigen sich allgemeine Zusammenhänge zwischen der Verlagerung der Formungsregionen und der Veränderung der Strahlungsverhältnisse in den Tropen und Subtropen: Feuchtere Perioden setzen mit zunehmender Strahlung ein und klingen mit abnehmender Strahlung aus; extreme Strahlungsvermehrung führt zu extrem ausgebil-

deten Feuchtzeiten. Die Hauptabkühlungsperioden scheinen unmittelbar an die verminderte Strahlung gebunden.

Wenn ein solcher Zusammenhang besteht, so sollte er sich auf der Südhalbkugel in gleicher Weise darstellen, nur müßten trockene und feuchte Perioden zeitlich invers zu denen der Nordhalbkugel auftreten. In der Tat geht in Südafrika wie in Australien der aktuellen, semiariden bis semihumiden Formung im Trockengürtel eine hyperaride Formung voraus, vor der wiederum eine deutlich feuchtere Periode liegt. Datiert ist diese Phase hyperarider Formung auf Grund einer Forschungsreise i. J. 1991 durch die Entdeckung, daß an der Nordwestküste Australiens Strichdünenfelder roter Binnenlandsdünen, Sandschwemmebenen und Wüstenschluchten unter den Meeresspiegel untertauchen. Die hyperaride Phase läßt sich damit zu vor 8.000 B.P. bestimmen. Andererseits erreichte der Eyre-See seine Maximal-Ausdehnung und seinen Höchststand um 24.000 B.P.; um 18.000 B.P. lag mindestens der Nordteil des Seebeckens trocken, in ihm entwickelten sich Strichdünen (TYLER et al. 1990). Zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung reichte der hyperaride Bereich in Zentralaustralien von 15°S im Norden bis 35°S im Süden. Im Diagramm zeigt sich so, daß Megatschad und Eyre-See mit ihren Hochständen zwar zeitlich um 10.000 Jahre differieren, daß die Hochstände aber übereinstimmend in Perioden erhöhter sommerlicher Strahlung liegen. Umgekehrt weist die Australische Wüste vor 10.000 Jahren den gleichen Formenschatz und damit die gleichen Klimaverhältnisse auf, die heute in der Sahara gegeben sind. Die bisher erarbeiteten Forschungsergebnisse reichen nicht aus, die Veränderungen im Strahlungshaushalt der Erde als Funktion der Erdbahnelemente zu erklären. Sie zeigen jedoch, daß die präzise Erfassung der räumlichen Ausdehnung, Schrumpfung und Verlagerung morphogenetischer Formungsregionen bei detaillierter zeitlicher Einordnung der Befunde Aufschlüsse erwarten läßt, wie und letztlich auch warum sich das Klima der Erde wann und wo geändert hat.

## 5. Literaturauswahl

- ERGENZINGER, P.J. (1978): Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1:200.000. – Berliner Geogr. Abh. **23**: 49p.
- HÖVERMANN, J. (1960): Schollenrutschungen und Erdfließungen im nördlichen Elburs (Iran). – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **1**:206–210.
- HÖVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu den angrenzenden Formungsregionen. – Göttingen Geogr. Abh. **60**:261–283 (Hans-Poser-Festschrift).
- HÖVERMANN, J. (1978): Formen und Formung in der Pränamib (Flächen-Namib). – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **30**:55–73.
- HÖVERMANN, J. (1985): Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **56**:143–153.
- HÖVERMANN, J. (1985b): Küstentypen der Erde als Ausdruck eiszeitlicher Klimaverhältnisse. – Kieler Geogr. Schriften **62**:145–150.
- HÖVERMANN, J. (1988): The Sahara, Kalahari and Namib Deserts: A geomorphological Comparison. – In: G.F. DARDIS & B.P. MOOM (eds.): Geomorphological Studies in Southern Africa:71–83. Rotterdam.

- HÖVERMANN, J. & E. (1990): Pleistocene and holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. – *Die Erde, Ergänzungsheft* **6**:51–72.
- HÖVERMANN, J. & H. HAGEDORN (1984): Klimatisch-geomorphologische Landschaftstypen. – Tagungsbericht u. wissensch. Abh. d. 44. Dt. Geographentages in Münster:460–466.
- HÖVERMANN, J. & H. SÜSSENBERGER (1986): Zur Klimageschichte Hoch- und Ostasiens. – *Berliner Geogr. Studien* **20**:173–186.
- HÖVERMANN, J. & WANG WENYING, Hrsg. (1982): First Sino-German Joint Expedition to Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau in 1981. – *Sitz.-Ber. u. Mitt. d. Braunschweigischen Wissenschaftl. Ges., Sonderheft* **6**; Göttingen.
- HÖVERMANN, J. & WANG WENYING, Hrsg. (1986): Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Science Press, Beijing, 510p.
- JÄKEL, D. & M.A. GEYH (1982): <sup>14</sup>C-Datierungen aus dem Gebiet der Sahara hervorgegangen aus Arbeiten der Forschungsstation Bardai und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover. – *Berliner Geogr. Abh.* **32**:143–165.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* **204**, 307S.
- MALEY, J. (1983): *Histoire de la végétation et du climat de l'Afrique nord-tropicale au Quaternaire récent.* – *Bothalia* **14**:377–389.
- MALEY, J. (1989): Late quaternary climatic changes in the African rain forest: Forest refugia and the major role of sea surface temperature variations. – M. Leinen & M. Sarntheim (eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*:585–616.
- MEINARDUS, W. (1944): Zum Kanon der Erdbestrahlung. – (Klimaheft) *Geologische Rundschau* **34** (78):748–762.
- PESCE, A. (1968): Gemini space photographs of Libya and Tibesti. – a geological and geographical analysis. Tripoli, 81p.
- POSER, H. (1947): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. – *Naturwissenschaften* **34**:232–238, 262–267.
- TALBOT, M.R. et al (1984): Preliminary results from sediment cores from Lake Bosumtwi, Ghana. – In: COETZEE & VAN ZINDEREN BAKKER (eds.): *Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands*: 173–192.
- TYLER, M.J., C.R. TWIDALE, M DAVIS & C.B. WELLS (1990): *Natural History of the North East Deserts*. 226p.
- YANG XIAOPING (1992): Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjilin und Takelamagan. – *Göttinger Geogr. Abh* **96**, 124p.

## 6. Unveröffentlichte Manuskripte

- [1] SÜSSENBERGER, H. (1985): Abgrenzung klimatisch-morphologischer Landschaftstypen anhand von Hangneigungsverteilungen. Manuskript, 11p.
- [2] SÜSSENBERGER, H. (1985): Pedimente als Klimaindikatoren in der Sahara. Manuskript, 16p.
- [3] SÜSSENBERGER, H. (1986): Die klimatischen Verhältnisse während der Hochstände des Tschadsees. Manuskript, 13p.
- [4] JACOBSEN, J.P. (1990): Neue Befunde zur Klimageschichte Zentralasiens. Manuskript, 9p.



Bezeichnung	Morphologie	Klimabedingungen
Aerodynamisches Relief	Dünenfelder, Yardangs, Windgassen und Windhöcker	hyperarid (<30mm/a)
Sandschwemmebenen	schiefe Ebenen über mächtigen Sandakkumulationen oder mehr oder minder übersandeten Felsflächen	hyperarid (30–50 mm/a)
Wüstenschluchten-landschaften	steiflankige bis steilwandige rein fluviatile Erosionsformen	hyperarid (50–150 mm)
Fußflächen-landschaften (Pedimente)	kegelförmige Einebnungs- und Aufschüttungsflächen mit anastomosierend-divergierendem Gerinnenetz, meist am Fuße von Aufragungen	semiarid (150–350 mm) kräftige Frostwirkungen Januartemperatur >12° C
Inselberglandschaften	Flachbereiche mit konvergierendem, häufig auch in breiten Mulden parallelem Gerinnenetz und abrupt darüber aufragende Inselberge	semiarid bis semihumid (>350mm)

*Tabelle 1: Übersicht der Formungsgesellschaften nach dem System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage (Hövermann 1985, Hövermann & Hagedorn 1984) und daraus abgeleitete Klimabedingungen.*